

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

# 核时钟

——放射性同位素地质年龄测定

 **eBOOK**  
网络资源 免费下载

核时钟  
——放射性同位素地质年龄测定  
[美]亨利·福尔著  
秋平译 李耀松校  
原子能出版社出版  
(北京 2108 信箱)  
张家口地区印刷厂印刷  
(张家口市建国大街 8 号)  
新华书店北京发行所发行·新华书店经售

开本 787×1092 1/32·印张 2 1/8·字数 45 千字  
1980 年 10 月第一版·1980 年 10 月第一次印刷  
印数 001—2100 统一书号：15175·239  
定价：0.25 元

## 出版说明

一提到原子能，就要和不可捉摸的放射性联系在一起，一些人往往望而生畏，敬而远之，这说明原子科学领域对于许多人还是陌生的。其实原子能既不可怕，也不神秘，它在我们的生活中正在起着愈来愈大的作用。

为了介绍原子能的基本知识和应用情况，我们有选择地翻译出版美国当代原子能学者和专家编写的原子能知识丛书（Understanding the atom series）。这套丛书取材广泛、内容丰富、语言生动、深入浅出，具有中等文化水平的读者，花一些气力，读懂它是不成问题的。

随着科学技术的急速发展，书中引用的有些材料已经过时，但是这些材料对于理解基本概念还是有价值的。

## 目 录

一、引言 .....	(2)
二、同位素地质年龄测定的理论 .....	(6)
三、碳-14 法年龄测定 .....	(11)
1. 基本原理 .....	(11)
2. 碳-14 的计数 .....	(14)
3. 应用碳-14 法的成果 .....	(19)
四、利用长寿命同位素的年龄测定法 .....	(20)
1. 铷-锶法 .....	(22)
2. 铀裂变径迹法 .....	(26)
3. 铀-铅法 .....	(29)
五、地球的年龄 .....	(29)
1. 怎样测定地球年龄 .....	(31)
2. 分析技术 .....	(33)
(1) 同位素稀释法 .....	(34)
(2) 质谱测定法 .....	(35)
3. 可以测定年龄的矿物 .....	(37)
(1) 钾长石 .....	(37)
(2) 云母 .....	(38)
(3) 低锶长石 .....	(39)
(4) 锆石 .....	(40)
(5) 角闪石 .....	(42)
(6) 透长石 .....	(42)
(7) 全岩样品 .....	(42)
六、一些有趣的结果 .....	(43)
1. 奥杜瓦伊古人 .....	(43)
2. 地质年代表 .....	(44)
3. 前寒武纪地层学 .....	(50)
七、展望 .....	(51)
词汇 .....	(52)
附录放射性衰变 .....	(57)

在苏丹正在挖掘着一座 14000 年前的古墓。为了确定如此古老遗物的年代，考古学家们在寻找能用碳-14 法测定年龄的所有木片或木炭屑。用碳-14 法测定年龄，是本书所介绍的“核时钟”的一种

## 一、引言

石头是什么时候形成的？

人类存在多久了？

地球的年龄是多少？

要想弄清楚人们为什么要知道这些问题的答案是很困难的，然而从人类社会的启蒙时期起，人们就一而再、再而三地提出这些问题。在每一种文化的记载中都能发现有人试图探讨那种超乎年纪最大的老人的记忆、超乎历史记载、甚至超出最古老的传说的过去。

人类早就对遥远的过去产生了好奇心，但是直到最近才有了测量很长的时间间隔唯一可靠的方法。在 1896 年亨利·贝克勒尔发现放射性<sup>1</sup>之后，1898 年居里夫妇确定了某些原子是放射性的，它们自发地以恒定的速率变成其他原子。在这之后，测量很长的时间间隔才有了可能。假设某种东西能自发地逐渐变成另一种东西，而且这一转变以已知速率进行，同时假定这一变化的所有产物都保持在某种封闭体系中，则从理论上说，计算从这一过程开始所经历的时间是可能的。人们早就知道这一理论了，唯一的问题是如何满足所有这些条件。

在 1910 年以前，科学家就肯定了地球的年龄是非常老的。对一些含铀矿物的分析表明，地球的年龄有几亿年，即使这种铀是取自地层中已知的相对年轻的岩石也是如此。但是那时的测量方法还不够准确，并且那时可供这种粗略测定年龄方法用的矿物也很少。只有那些稀有的，一般具有强放射性的矿物，才有足够的放射性衰变产物供分析之用。

直到第二次世界大战前夕，哈佛大学物理学家 A.O.C. 尼尔发明质谱仪之前的大约三十年中，没有取得多大进展。随后，在战争年代里，技术得到了迅速发展。美国制造原子弹的曼哈顿计划研究了一些新的科学技术。当战争结束后，这些科学技术才可能被用于测定地质年龄。

1946 年 A. 霍姆斯 (Arthur Holmes) 和 F.G. 霍特曼斯 (Houtermans) 分别在美国和德国做出了第二个重要成就。他们在战前都看过尼尔的报告，并且都认识到尼尔用质谱仪分析铅，使合理地计算地球年龄第一次成为可能。这两位科学家运用他们当时能得到的少量数据，分别独立地计算出地球的年龄约为 20—30 亿年 (见 A. 霍姆斯地质年代表)。非常有意义的是，在经过数以千计的分析之后的今天，我们这个行星的年龄被确定为 45 亿年，与他们早期的计算相差不远。

以后，测定矿物年龄的各种方法得到了迅速发展，到 1955 年，测定非常古老的物质年龄所必需的许多基础理论研究也完成了。表 1 列出了测定物质年龄的基本技术，在本书后面将对它们加以阐述。这些新方法对早期粗略的计算提供了大量证据，也带来了一些惊人的成果。

在介绍这些发现之前，让我们先研究一下理论基础。

---

<sup>1</sup> 用黑体字印的名词，在词汇表中有解释。

关于天然放射性衰变，见附录。

曼哈顿计划是第二次世界大战期间美国陆军部研制第一颗原子弹的计划。

A . 霍姆斯地质年代表

地质时代	距今时间 (百万年前)	延续时间 (百万年)
		约 1
新 生 代	更新世	约 1
	上新世	11
	中新世	25
	渐新世	40
	始新世	60
	古新世	70 ± 2
中 生 代	白垩纪	135 ± 5
	侏罗纪	80 ± 5
	三叠纪	225 ± 5
古 生 代	二叠纪	270 ± 5
	石炭纪	350 ± 10
	泥盆纪	400 ± 10
	志留纪	440 ± 10
	奥陶纪	500 ± 15
	寒武纪	600 ± 20
元 古 代	震旦纪	
	...	
	...	

表 1 基本测量方法

方 法	物 质	所测定的时间	适用时间范围 (年)
碳-14 法	木料、泥炭、木炭	植物死亡时刻	$10^3 - 5 \times 10^4$
钾-氩法	骨头、贝壳类	动物死亡前不久	$2 \times 10^3 - 3.5 \times 10^4$
	云母, 某些全岩样品	岩石最后冷却至约 300 的时间	$10^5$
	角闪石、透长石	岩石最后冷却至约 500 的时间	$10^7$
铷-锶法	云母	岩石最后冷却至约 300 时间	$5 \times 10^6$
	钾长石	岩石最后冷却至约 500 的时间	$5 \times 10^7$
	全岩样品	岩石形成封闭单元的时间	$10^8$
铀-铅法	锆石	晶体形成时间	$2 \times 10^8$
铀裂变径迹法	多种物质	岩石最后冷却时间	$100 - 10^9$ (视物质而定)

## 二、同位素地质年龄测定的理论

我们可以把原子核想像为由很强的短程力把中子和质子束缚在一起的一种滴状物。原子核中基本粒子的排列不是固定的或刚性的，而是大致在这种力的作用范围内自由运动着。这种运动可能相当剧烈，但对于在自然界中发现的大多数核素来说，核力足以束缚住每个粒子，因此这些原子核能保持不变，称之为稳定性原子核。如果某种同位素的一个原子核是稳定的，则这一同位素的所有其他原子核也都是稳定的，因为对给定核素的一个原子是对的事，则对同一核素的其他原子也都是对的。

然而某些核素是不稳定的，包括人造的和天然的。它们的核子强烈骚动，以致核力不能永远把它们聚集在一起，各种小片和小块会从原子核飞出去。但是，如果我们试图预言一个具体的不稳定原子核什么时候发生这种变化，我们是不会成功的，因为任一具体衰变（或变化）事件发生的时间完全是偶然的。只有当大量同类的不稳定原子核在一起时，我们才可以肯定地说，在一限定的时间内这些原子中有多大的比例将发生衰变。并且已经证明，这个比例不受任何外界条件的影响。

原子核自发衰变的特性叫放射性。放射性核以恒定的速率发生衰变，不受温度、压力、化学状态及物理状态的影响。即不管原子所处的外界环境如何，这一过程一直进行着。换句话说，核内的活动不受围绕原子核旋转的外层电子发生的遭遇的影响（只有在非常特殊的情况下，外界的干扰才能影响核的放射性，即使这时，影响也极为轻微。在所有实际应用中，放射性衰变速率都被视为是恒定的）。

大部分放射性核素的衰变速率都很快（大多数在几天或几年之内就失去它们的放射性）；并且其中大多数，只是由于能用人工方法生产出来，在今天才知道有它们。这些人工放射性核素中，有的可能在太阳系形成的时候存在过，然而由于不停的衰变，现在已衰变到它们起始量的非常微小的部分，以致不能再探测到它们了。只有少数几种放射性核素（表 2）的衰变慢得足以延续到今天，所以还存在于自然界中。

表 2 天然存在的长寿命放射性核素

母体核素	子体产物	半衰期(年)*	衰变类型
钾-40	氩-40 钙-40	$1.26 \times 10^9$ (总)	电子俘获 $\beta^-$ 衰变
钷-50	钛-50 铬-50	$6 \times 10^{15}$ (总)	电子俘获 $\beta^-$ 衰变
铷-87	铯-87	$4.7 \times 10^{10}$	衰变
铟-115	锡-115	$5 \times 10^{14}$ /	$\beta^-$ 衰变
铈-123	镧-123	$1.2 \times 10^{13}$	电子俘获
镧-138	钇-138 铈-138	$1.2 \times 10^{11}$ (总)	电子俘获 $\beta^-$ 衰变
铈-142	钇-138	$5 \times 10^{16}$	衰变
钷-144	铈-140	$2 \times 10^{15}$	衰变
钆-147	钷-143	$1.07 \times 10^{11}$	衰变
钆-148	钷-144	$> 3 \times 10^{14}$	衰变
钆-149	钷-145	$> 10^{15}$	衰变
钇-152	钆-148	$1.1 \times 10^{14}$	衰变
铈-156	钇-152	$2 \times 10^{14}$	衰变
铈-174	镧-170	$2.0 \times 10^{15}$	衰变
镧-176	铈-176	$3 \times 10^{10}$	衰变
铈-187	镧-187	$5 \times 10^{10}$	衰变
钇-190	铈-186	$6.1 \times 10^{11}$	衰变
铈-204	镧-200	$1.4 \times 10^{17}$	衰变
钇-232	铈-208	$1.4 \times 10^{10}$	6 $\alpha$ +4 $\beta^-$ **
铈-235	铈-207	$7.1 \times 10^8$	7 $\alpha$ +4 $\beta^-$
铈-238	铈-206	$4.51 \times 10^9$	8 $\alpha$ +6 $\beta^-$

\*本书的半衰期数据已按原子能出版社出版的“核素表”校订。

\*\*这一衰变过程中共有六个  $\alpha$  衰变和四个  $\beta^-$  衰变(见附录)

在某种放射性核素的大量原子核中，在一定时间内将有一定比例的核发生衰变。我们取这一比例为 1/2，并测量该半数原子核发生衰变所经过的时间，把这一时间叫做这一特定核素的半衰期。测量半衰期有许多精确的物理方法。在一个半衰期的时间内，原子核的半数将发生衰变，在下一个半衰期中，剩余的原子核又有半数将发生衰变，依此类推。我们将这一特性示于下表：

经过的时间 (半衰期数)	剩余的原子核数 / 起始 的原子核数
1	1 / 2
2	1 / 4
3	1 / 8
4	1 / 16
5	1 / 32
6	1 / 64
7	1 / 128

.....

也就是说，经过七个半衰期之后，起始放射性物质还剩下不到 1%，而其 99% 以上的原子则转变成了其他核素的原子。这种过程可以作为一种钟表（计时器）的基础。实际上它像早先用于计时的砂漏的顶室一样工作着。这一过程的数学表达式为：

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

式中  $N$  为  $t$  时刻体系中存在的放射性原子数；

$N_0$  为 0 时刻（或者说，当这一计时器开始启动时）体系中存在的放射性原子数；

$\lambda$  为单位时间内每个放射性物质原子发生衰变的几率，叫衰变常数；

$t$  为体系开始存在后所经历的时间，用同一时间单位表示；

$e$  为自然对数（纳皮尔对数）的底， $e=2.718\dots\dots$

很明显，在一般的计算中，只知道上式中的  $N$  和  $N_0$ ，我们还不能计算出时间  $t$ ，因为式中有两个未知数—— $N_0$  和  $t$ 。但是在封闭体系中，已经衰变的原子并没有消失在稀疏的空气中。它们只不过变成了叫作子体原子的其他原子，并仍保留在这一体系中。

物质中任一时刻都同时存在着母体原子和子体原子。物质的年代越长，子体原子就越多，母体原子就越少。有些子体原子也是放射性的，但是这并不能改变这一基本状况。所以

$$N_0 = N + D$$

式中  $D$  为子体原子数（即衰变了母体原子数）。我们可将其代入第一个公式，得：

$$N = (N + D) e^{-\lambda t}$$

解出

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln(1 + D/N)$$

式中  $\ln$  是以  $e$  为底的自然对数。

这种体系可以粗略地用古代流行的砂漏来表示，在图中标出了公式中使用的参数。（但应注意，这仅是大致相似，核时钟以对数衰减速率进行，而一个准确的砂漏却以近似不变的速率工作）。

请记住，衰变了原子核并没有消失。它只是变成了另一种原子核，这种新核形成能被自然过程捕获和固定下来的原子，已衰变的原子核就这样被收集起来，因而就像我们有了砂漏的底室一样。

但是，有时我们只需要砂漏的顶室。

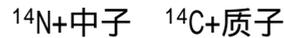
---

以自然对数的创造者纳皮尔的名字命名。纳皮尔是苏格兰数学家（1550—1617），他还发明了小数点。

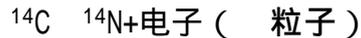
### 三、碳-14 法年龄测定

#### 1. 基本原理

碳-14 的衰变是只有顶室的砂漏的最好的例子。在高空大气中，来自宇宙线的中子轰击氮-14 原子，不断地以一定的速率产生着碳-14。这个反应是



接着碳-14 就发生放射性衰变，其半衰期为 5692 年。



碳-14 发射一个电子，并又变为氮。

据人们推测，在第一颗原子弹爆炸前至少 50000 年中，碳-14 在大气中曾以一定的速率产生着。换句话说，碳-14 的循环像一个向顶室补充砂子的速度正好等于由腰部的漏孔流出砂子的速度的砂漏一样。产生的速度等于衰变的速率这一类过程叫永久平衡。

新产生的碳-14 很快与空气中的二氧化碳均匀混合在一起，被所有活着的植物所吸收，进而通过各种途径进入所有活着的动物体内。实际上在活着的生物体的所有碳中，碳-14 的比例都是相同的。如果任何这种碳离开循环，例如树枝被折下来，或者海贝在海洋中死掉，则就没有新的碳-14 加到这一特定体系中来了，但原有的碳-14 却不断衰变。这时它就像下面右图所示的砂漏一样开始记录时间了。

例如我们在洞穴里发现了一块木炭，或者在某古建筑物中找到了一段木头，我们可以测量它的含碳量，测定碳中有多少碳-14，然后推算何时这些碳-14 的放射性与现在我们测定的生长着的树木中碳-14 的放射性相等。这一时间也就是这段木头被砍下来以后所经历的时间。换句话说，根据永久平衡原理，假设我们知道当初存在于生物中的碳-14 有多少，则我们可以计算出任何类似的古代生物死亡的时间。这就是碳-14 法测定年龄的基本原理。

例如可以拿一块取自古代人居住的悬崖上洞穴中的木头，或一块取自古代炉火中的木炭残烬，来分析它们中剩余的碳-14 的量，就能确定它们的年龄（可准确到几百年之内）。也就是确定这块木头或木炭的木材被从活树上砍下或折断的时间，从而可确定用过这些木料的人生活的时期。

印在美国亚利桑那州纳瓦霍峡谷岩石上的恐龙足迹，引起了这位科学家职业性的兴趣。已绝种的古代动物化石，长期以来就是研究岩石形成年代的最好线索

这位科学家正用液氮凝结从古代物质样品制备的二氧化碳气体。他正准备用碳-14 法测定该物质的年龄

## 2. 碳-14 的计数

测定碳-14 的方法是：先取已知量的碳，将其转化为气体，然后对气体中的碳-14 的衰变进行计数。看起来这很简单，但事实上测量过程是非常复杂的，因为在碳中碳-14 同位素含量极小，其余大部分的碳是稳定同位素碳-12 和碳-13。

制备样品的两种基本方法：

(1) 将碳燃烧（与氧化合）生成二氧化碳；

(2) 经化学反应，碳被还原为甲烷、乙烷或遇水能生成乙炔的碳化物。

第一种方法比较简单，但每个二氧化碳( $\text{CO}_2$ )分子中只含 1 个碳原子，而每个乙炔( $\text{C}_2\text{H}_2$ )分子和乙烷( $\text{C}_2\text{H}_6$ )分子中，都含两个碳原子。所以由同一样品产生的乙炔和乙烷的比放射性是二氧化碳的两倍，其他方面都一样。因而某些实验室较喜欢采用乙炔或乙烷。另一方面，由于乙炔、乙烷是易爆物质，这又使得一些科学家愿意采用二氧化碳。

无论使用那种气体，都是先将气体纯化，然后在瓶子中贮存一个月左右。贮存能消除所有铀衰变产生的放射性气体产物氧的影响。碳-14 发射的射线能量很低，很难避免铀的子体产物的干扰，但是氧的半衰期只有 3.825 天，所以 1 个月内氧将衰变到可以忽略不计的程度。贮存之后，将气体引入低本底正比计数器系统进行测量。

测量计数是个复杂的过程，首先要测定本底计数。仪器的本底计数，是在仪器中没有放射性样品时单位时间内从仪器上读出的脉冲数(计数)。这些计数是由宇宙射线、计数装置附近经常存在的放射性污染，或仪器内部的沾污所引起的。进行碳-14 计数时，所有这些能引起本底计数的来源都必须减少到微不足道的程度。这点可以通过许多方法做到。

首先，将测量装置用厚度在 1 英尺以上的铅块或铁块围住。这种屏蔽能挡住所有由实验室放射性沾污产生的射线和大部分宇宙射线，但仍挡不住高能宇宙射线及各种中子。所以在铅屏蔽中还设有反符合环。反符合环是一个被盖革计数管完全包围起来的圆柱形空间，环上各计数管彼此相连，再与中间的样品计数管一起连在反符合记数装置上。因为有这种排列，当样品计数管与环上任一计数管同时放电时，就表明触发这一脉冲的是能通过整个装置的某种高能粒子。两种计数管同时记录的脉冲，在记数装置中自动舍去。在有些仪器中，在反符合环里面，还设有石蜡制的圆柱体，以使中子慢化到能被俘获的程度。也有人在两层精钢制圆柱体间装上高纯汞，作为最后一道屏蔽，以进一步屏蔽外来的辐射。

最后，样品计数管是由特别精选的放射性成分特别低的金属管制成的，中央有一根拉直的细金属丝（在某些最新产品中，将反符合环和样品计数管组装在一个圆柱形外套中，其间隔一层金属化塑料薄膜）。样品计数管上有一根细的玻璃进气管与外界相通。

一种用于测量碳-14 的样品计数管。中间的瓶装有碳-14 标记的苯和受到辐射时能闪烁（即产生闪光）的液体混合物。光电倍增管将这闪光转化为电讯号。

利用放射性碳测定过年龄的物体

一位埃及妇女的头发， $5020 \pm 290$  年

包扎以赛亚书的亚麻书，发现于死海， $1917 \pm 200$  年

秘鲁人的粗麻绳， $2632 \pm 200$  年

在美国俄亥俄州发现的冰河期前的木材，大于 20000 年

在美国俄勒冈州东部岩洞中发现的亚麻草鞋（这是在该洞中发现的 300 双中的 1 只）， $9035 \pm 325$  年

将含碳-14 的气体通过进气管引入样品计数管，样品产生的所有计数由电子仪器记录下来。由样品的净计数率（样品计数率减去本底）可计算出样品的年龄。样品的计数率越低，样品的年龄越大。能测定的年龄的上限，决定于净计数的统计误差（即仪器的准确度）。当测量非常古老的样品时，这种误差能大到使测量结果意义很小，甚至完全没有意义的程度。

### 3 . 应用碳-14 法的成果

现在碳-14 法已被非常广泛地用于测定地质年龄。它已成为考古学和地质学研究大约五万年前事件的主要依据。它也被广泛应用于气候学、生态学和地理学。很难举出应用这一方法最出色的例子，但用它研究北美早期居民所取得的结果，曾是一个重要成果。由于应用了碳-14 技术，在美国西部许多地方测定人类定居点的研究才有了可能。这些定居点首次出现在大约 11500 年前，显然与跨接亚洲和美洲的陆桥断裂的时间相符合，裂开的地方现在是白令海峡，曾有一条不冻水路由这一陆桥经现在的阿拉斯加和加拿大西部延伸到美国，这可能就是首先迁移到美国的追猎猛犸象的人的航线。这些人制造了特有的燧石制克洛维斯 (clovis) 箭头和矛尖。

大约 11000 年前，克洛维斯人迁居到美国各地，并进入墨西哥。大概是他们消灭了猛犸象，然后逐渐继承了福尔索姆人文化的特色。福尔索姆人是猎食美国野牛的，并且很长时间以来被认为是美洲最初的居民。正是由于使用碳-14 技术才可能对这两种文化最终排列出本来的次序——克洛维斯文化在前，并且将它们与主要的自然变迁联系起来，特别是与横越美洲大陆的冰川的前进和后退联系起来。

美洲大陆上最早的人用燧石制成的克洛维斯箭头 (原大)

#### 四、利用长寿命同位素的年龄测定法

所有其他实用的测定年龄的方案，都是基于使用少数长寿命同位素的。这些同位素的半衰期与地球的年龄（45 亿年）相当接近（表 3）。

表 3 常用长寿命同位素

同位素	衰变类型	衰变产物	半衰期
铀-238	8 次 $\alpha$ 衰变	铅-206	45 . 1 亿年
铀-238	自发裂变	两块碎片	1 亿亿年
铀-235	7 次 $\alpha$ 衰变	铅-207	7 . 10 亿年
钍-232	6 次 $\alpha$ 衰变	铅-208	141 亿年
铷-87	衰变	锶-87	470 亿年
钾-40	电子俘获	氩-40	12 . 6 亿年
铯-137	衰变	钡-137	500 亿年

铀是通过一系列过程进行衰变的，在整个衰变过程中总共有 8 次  $\alpha$  衰变（见附录）。

注意，这一漫长的时间只是对自发裂变率的量度，并不是铀-238 的寿命。

将铯-钡法列在虚线之下，是因为这个方法还处于早期实验阶段，并且还没有确定它的一般用途。

很明显，表 2 中列出的长寿命放射性核素比这里所列的七种真正实际有用的同位素多得多。某些在理论上可能有用的核素，实际上没有什么用处，因为它们在自然界中太少了。许多其他的同位素不能被利用，是由于它们不能满足同位素年龄测定全过程的基本要求，即“完整的砂漏”（即母体-子体体系）的原理。

让我们研究一下这些原因：

这些方法是基于封闭体系的。在封闭体系中，放射性衰变的子体产物和母体物质从该体系刚开始建立就被固定在一起了，其后就没有任何东西再加进去或移出来。按照我们的比喻说，就是砂漏必须处于理想的工作状态，即不允许有漏洞或裂纹。

还有一个基本要求：开始时砂漏下半部必须是空的。如果开始计时前，下半部已有几颗砂粒，将使我们得到错误的结果：测得的时间间距比实际时间长。这个要求对我们能使用的体系类型加了严格的限制。

以钾-40 衰变成钙-40 为例，从半衰期的角度看，测量这一过程是完全合适的，但是子体产物与天然钙的最常见同位素一样，并且钙在自然界中到处都有。甚至最纯的钾矿物——钾盐（氯化钾）中都含有大量钙的杂质，以致相比之下钾在地质历史中衰变产生的放射成因的子体钙都显得微不足道了。按我们的比喻，就是钾-40“砂漏”的下半部开始时已经装进了许多砂子，以致通过中间细孔落下去的少量砂粒被它们“淹没”了。这就说明，利用相对稀少的核素衰变成相对常见的核素的过程的方案是不适用的。无论如何，元素的天然地球化学分离过程，从来都是不理想的。

同样，任何稀土元素衰变成其他稀土元素也没有多大用处，因为稀土元素的化学性质非常相似，在自然界中它们倾向于一起迁移，什么地方有母体核素，什么地方紧跟着就出现子体核素。如果想更多地了解这一族元素，请阅读本丛书的《稀土》一书。

## 1. 铷-锶法

铷-87 ( $^{87}\text{Rb}$ ) 衰变成锶-87 ( $^{87}\text{Sr}$ )，大概是测定地质年龄最有用的衰变类型。这里也存在上面提到的同样问题，但是，至少是渺茫中的一条出路。这条出路确实也不简单，但考虑这个问题是理解同位素地质年龄测定法的基础。下图是质谱分析记录的曲线。曲线上的每一个峰代表锶的一种同位素。每个峰的高度正比于该同位素的相对丰度。A 图是含普通锶（这是几种同位素的混合物）的岩石或矿物的质谱图，其中  $^{87}\text{Sr}$  的峰比其他同位素的峰小。B 图是古老的富铷矿物晶体中锶的质谱图，其中各同位素的峰高是用与 A 图相同的比例尺画的。B 图中  $^{87}\text{Sr}$  的峰明显地大于 A 图中普通锶的  $^{87}\text{Sr}$  峰，这是因为该晶体中有从晶体形成之时起一直因铷的衰变而积累起来的放射成因的  $^{87}\text{Sr}$ 。

我们必须回答的问题是 这些  $^{87}\text{Sr}$  中有多少是由  $^{87}\text{Rb}$  衰变而成的？最初在晶体中以杂质存在的有多少？如果这种初始锶的量不太大，就可用简单的算术来解决这个问题：

首先，我们必须找到一个普通锶的好样品，即像 A 图所示的那种普通的锶。我们不能要求这种锶完全未被放射成出的锶所污染，因为所有的锶都是或多或少地被污染了的。我们需要的只是锶被污染的程度正好相当于这个封闭体系形成时锶作为杂质混入的程度。在地质样品中，这样的物质通常是能找到的。

现在我们把花岗岩块中的云母晶体作为封闭体系。云母含有相当数量的铷，并且它能很好地保持其放射成因的锶。此外，云母晶体常常与细长柱状结晶体磷灰石的矿物伴生或共生。磷灰石的成分是磷酸钙。根据地质学知识可以认为，云母和磷灰石大体上是同时形成的，估计可能来自同一种液体物质，而后凝固成花岗岩。锶和钙的地球化学性质是相似的，并且某些锶将进入磷灰石中占据钙的位置。磷灰石不含碱金属元素，所以磷灰石实际上不会含有能污染  $^{87}\text{Sr}$  的铷（铷是一种碱金属元素）。因而，如果在古老的花岗岩中发现有磷灰石，则我们就知道这种磷灰石仍然还含有在云母晶体最初形成时就已带入的普通锶。

我们能用通常的矿物学方法从花岗岩中挑选出磷灰石，用化学方法从磷灰石中提取锶，并用质谱仪分析它，以获得锶的同位素谱——存在的每一种同位素的相对含量。然后我们对从云母中提取的锶进行同样的同位素分析，然后从锶的总量（云母中的量）中减去初始锶的量（磷灰石中的量），就能得到放射成因组分，即子体产物的数量（在本书第 35 页上有关于这种方法的详细介绍）。

很明显，每一种同位素分析方法都有一定的误差，因此只有当放射成因组分比同位素丰度测定误差大很多时，这种计算才有意义。当必须从一个大数中减去一个大数而得到小的差值时，人们对这个结果能相信到什么程度是很有限的。用现在最好的质谱仪测量锶同位素丰度的绝对准确度只有千分之几。实际上，只有当  $^{87}\text{Sr}$  中至少有 5% 是放射成因的锶时，人们才能相信计算出的样品年龄。当放射成因的锶只有 1% 或 2% 时，所得结果没有多大意义。



## 2. 铀裂变径迹法

当中子轰击铀-235 或钚-239 原子核时,它将使原子核分裂成两块大致相等的碎片,同时放出中子和能量。这就是熟知的中子诱发裂变过程,在反应堆和核武器中都是通过这一反应过程产生核能的。铀的最常见的同位素铀-238,也能通过裂变反应而分裂,但全是自发进行的,不需要任何外界来的中子。这一过程叫自发裂变,它非常像放射性衰变,也是无规则地进行的。自发裂变很少发生,所以它的半衰期很长,约为 1 亿亿年( $10^{16}$  年)。也就是说,在铀-238 中每发生 200 万次 $\lambda$ 衰变才发生大约一次自发裂变。因为铀-238 几乎在任何地方都存在(见表 3),所以这就足够用来测定年龄了。

设想在某一种矿物中存在一个铀-238 原子,当这个原子突然裂变时,它分裂为具有相等能量的两块碎片。这两块裂变产物碎片在相反的方向上像炮弹一样通过周围的晶体结构向前直冲,沿路引起大量的损伤。最后由于它们同其他原子碰撞被慢化而停下来,在此之前,它们大约能前进 10 微米(约为四百万分之一英寸)的距离。每块碎片通过晶体时,都留下像遭到严重损伤的管子似的轨迹(叫作裂变径迹)。

在发现晶体中这些裂变径迹之前许多年,人们早就知道这一过程了。但直到 1960 年左右,才由美国通用电气研究所的 R. L. 弗莱谢尔、P. B. 普赖斯和 R. M. 沃克等三位年青的物理学家想出了观察裂变径迹的办法。他们推想:因通过裂片而被严重损伤的区域,将比没有受到损伤的周围的晶体更易被腐蚀,并且会被腐蚀得更深些,所以提出了用酸腐蚀晶体新鲜断面(叫做蚀刻),以观察裂变径迹的想法。这种想法被证明是正确的,并且现在几乎在每种常见的矿物中都发现了裂变径迹(因为几乎所有的矿物中都含有少量的铀)。

### 羚羊碎骨化石(产于南非开普省霍普费尔德)中的铀裂变径迹

裂变径迹法年龄测定的具体做法是:首先用适当的溶剂对晶体或玻璃片的解理面或抛光的表面进行蚀刻(不同的酸适用于不同的物质,对每种物质要专门研究最适宜的做法),蚀刻使裂变径迹显示出来,然后在显微镜下进行观察(一般为圆锥形的小坑)和计数。

在此之后,将这一样品放到核反应堆中,用已知量的慢中子进行照射,产生新的裂变,但这时只有铀-235 产生裂变(天然铀中都含有铀-235,铀-238 与铀-235 的原子比为 137.7 : 1),因为慢中子不引起铀-238 裂变。在中子辐照后,对上述同一表面再进行蚀刻,并对新形成的径迹进行计数。此时从前的径迹由于被蚀刻了两次,变得更大了,所以能与铀-235 裂变产生的新径迹相区别。

已知铀-238 裂变速率 $\lambda$ , 铀-238 $\lambda$ 衰变速率 $\alpha$ 和在反应堆中照射到样品上的慢中子总数  $n$ , 则可按下式计算晶体或玻璃的年龄:

---

慢中子是通过慢化剂(例如石墨)减低了它们原有速度的中子。在大多数反应堆中都有的慢化剂就是慢化中子用的。如果想更深入地了解中子慢化作用是怎么进行的,请阅读本丛书的《核反应堆》及《研究性反应堆》。

$$t = \frac{1}{\lambda_{\alpha}} \ln\left(1 + \frac{nN_s}{N_i} \times C\right)$$

式中  $\ln$  为自然对数（以  $e$  为底的对数），

$N_s$  为样品中原子数（即自发裂变径迹数），

$N_i$  为辐照后样品中铀-235 的原子数（即诱发裂变径迹数），

$C$  为常数，其值为  $\frac{1}{2} \frac{\lambda_{\alpha} \times 582 \times 10^{-24}}{\lambda_f \times 137.7} = 4.25 \times 10^{-18}$

裂变径迹法年龄测定是一种崭新的技术，目前只得到了局部的发展，它的应用范围很广泛，可应用于许多矿物，这些优点意味着它将变得很有用。

### 3 . 铀 - 铅法

铀衰变成铅是放射性元素衰变系列中最复杂的，同时也是最重要的。半个世纪以前这个衰变系列就被发现了，并且至今还在被深入研究着。其所以重要，有如下几方面的原因：

首先，通过地球化学过程，铀和铅完全被分开了，不仅在一个矿床的小范围是如此，而且在全球范围内也是如此。

其次，天然铀有两种同位素，它们的半衰期对同位素应用来说，既不太长也不太短（较长的半衰期与地球年龄几乎完全相等），这两种半衰期之比约为 6.3。这就产生了一个我们下面要讲到的非常重要的结果。

第三，铀和铅都是常见的元素，并且我们已经掌握了几乎从任何天然物质中以可称量的数量提取它们的技术。

由于这些有利的条件，研究铀和铅对了解地球的历史和地球内部正在进行的过程，作出了巨大的贡献。从事这一研究的伟大先驱者 F . G . 豪特曼斯开玩笑地把这一方法叫做铅学，看来这是很得当的名字。

---

此外还有铀-234，故应为三种。——译者注

## 五、地球的年龄

“铅学家”们最大的成就是计算了地球的年龄，首先是德国的物理学家豪特曼斯和英国的地质学家霍姆斯于 1946 年分别独立地提出了计算方案，后来由帕特森 (C. C. Patterson) 于 1953 年完成了这一计算。虽然发现这一方法的道路是极不平坦的，但如今看来这一计算确实是很简单的。我们先研究一下几个基本假设和所谓地球年龄的涵义。

通过研究太阳系的力学，科学家有理由肯定地球和其他行星，包括它们的卫星，全是在地质学上相当短的时间内，通过共同的过程形成的。这一过程或许进行了上千万年，但是这个时间与延续到今天的时间相比，只不过是一眨眼的功夫。在那之后不久，地球变成了熔融状态，至少是足够流动的，所以大量的铁能够向中心沉降，而形成了地核。可以设想，在其他行星中也形成了类似的星核。由于元素之间的亲和力，当铁沉降时，它带下一些铅，而当二氧化硅漂浮起来时，铀随着二氧化硅向地表迁移。所以我们发现现在地球上几乎所有的铀都集中在地球的外层，即集中在地壳中。地壳的厚度，在大陆下面只有 25 英里 (40 公里) 左右，在海洋下面甚至更薄。

铅学家能够确定在全球范围内这种早期的、相对说来是很快的铀铅分离过程的时间，后来所谓地球的年龄，就是指的这个时间。豪特曼斯最初描述这一时间时，他曾把它叫做“铀的年龄”。

## 1. 怎样测定地球年龄

我们已经说过，铀的同位素之一铀-235，比另一种同位素铀-238 衰变得快（约快 5.3 倍）。它们分别衰变成两种不同的铅同位素。因此，如果我们能够测定现在地壳中普通铅的平均同位素组成，并且能设法获得至今仍封闭在地核中的那种铅的样品，我们就能计算原始铅（与地核中的铅相似）逐渐加进由铀衰变产生的放射成因铅，而变为现在地壳中的铅所需的时间。现在可能有人会根据逻辑推理提出一个问题：“是否也需要知道参与这一过程的铀的实际数量？并且确定这一数量是否很困难？”原来霍姆斯-豪特曼斯计算式有一个显著的优点，就是在这个方程中铀的浓度项可被约去，而只需要考虑这两种同位素的比例及其衰变常数，而这些都是已知道得很准确了。

其次，我们需要确定现代铅同位素组成的平均值。仅仅到一个铅矿去采取一些样品是不够的，因为各处的铅都是四种天然同位素（铅-204、铅-206、铅-207 和铅-208）的不同混合物，但由于地质历史不同以致各铅矿中铅的同位素组成相差很大，所以不能仅从某个铅矿中取样。然而，地质学家已能从远离大陆的大洋底部的近代沉积物中分离出铅来。这些铅的同位素组成都一样，是世界上所有河流带到海洋去的物质的典型样品。另外还可由高原玄武岩中找到有用的样品。高原玄武岩是巨大的深色火山岩体，它构成了世界很多地方的基岩。这些玄武岩中铅的同位素组成与海底铅的同位素组成非常相似。

但是，地核中的铅是什么样的呢？我们能从什么地方得到这种样品呢？解决这个问题，比人们想像的要容易些。天文学家们相信，大部分陨石很可能是以前的行星由于不完全清楚的原因破裂而产生的碎块。然而可以肯定，这个原始的星体（或者说这些星体，因为当时可能远不止一个）有一个铁质的星核，这种星核就是现在在宇宙中飞行的铁陨石的来源。在不久以前（从地质年代来看）一个大陨石落到地球上，在美国亚利桑那州迪亚布洛峡谷附近造成了一个巨大的陨石坑。在坑口周围找到了许多陨铁碎块。假设这就是我们希望在地核找到的那种铁是完全合理的。与地核中

的铁一样，陨铁中混有少量的铅。我们可将这些铅分离出来，并用质谱仪测定它的同位素组成。我们发现这种铅中所含放射成因铅极少，因而这种铅比地球上发现的最古老的铅还更古老。所以陨石大概是我们能得到的最接近原始铅（即地球和原始星体等最初形成时的铅）的东西了。

一旦取得上述测量值，我们就能很容易地写出现代铅和原始铅的豪特曼斯方程：

$$\frac{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{现代}} - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{原始}}}{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{现代}} - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_{\text{原始}}} = 137.7 \left( \frac{e^{\lambda_{238}t} - 1}{e^{\lambda_{235}t} - 1} \right)$$

式中 137.7 是现代铀-238 与铀-235 的比值，

e 是自然对数的底，  
是每种铀同位素的衰变常数。  
t 是地球的年龄。

将最好的铅同位素比的实验值代入上式，就能解出 t 来。帕特森计算的地球年龄为 45 . 5 亿年。后来基于其他方法的计算，都证实了这一结果。

## 2. 分析技术

每一种同位素年龄测定方法，各有不同的样品制备程序。碳-14 年龄测定用的木材、泥炭、木炭、骨骼或贝壳类样品，都先要进行清理，以除去任何可能的极微量现代碳及外来的古老碳的污染。对大块的岩石，要进行破碎和磨细，根据具体研究项目的需要，将有关的矿物挑选出来，再用化学方法将需要的元素提取和分离出来。做同一件事往往有许多不同的方法，不同的实验室采取的办法各不相同。但是无论采用什么方法，在获得能据以算出样品年龄的结果之前，总有一系列又长又复杂的过程。并没有像“魔术盒”那样的一种设备，我们把岩石投进去，就能在刻度盘上读出它的年龄来。

在所有属于有用的母体-子体体系的元素中，只有钾的数量能用常规的化学方法进行分析。所有其他的元素，特别是放射成因元素，它们的含量都极少，必须研究特殊的方法才能测量它们。最有价值，也是最常采用的一种方法，是同位素稀释法。

### (1) 同位素稀释法

将少量的放射性试验物质（示踪剂）均匀地掺到未知量待测物质中，然后测定示踪剂的放射性被待测物质稀释的程度，从而算出待测物质的量。这种分析方法就叫同位素稀释法。

同位素稀释法的基本原理是：例如未知量的某元素的原子数为  $X$ ，该元素正常的同位素组成是已精确知道的（对于大多数元素来说，这一条件均能满足），它的两种同位素之比为  $A/B$ 。现在向  $X$  中加入一已知量  $C$ （但一般是很少量的）的同种元素，但其中的同位素比例为  $A'/B'$ 。 $A'/B'$  可为任意值，但必须与  $A/B$  有差别，并且我们必须准确地知道它是多少（可用许多种化学方法测定  $A'/B'$ ，或者采用已知同位素组成的标准样品）。将待测物质  $X$  和示踪同位素  $C$  充分混合后，则

$$X(A/B) + C(A'/B') = (X+C)(A''/B'')$$

式中  $A''/B''$  是混合物中两种同位素的比值。有了这些资料，我们就能对这种物质进行任何化学纯化和转化处理，而不必担心损失了（甚至在操作中损失 90%，其同位素组成也不会改变，这就是我们所以感兴趣之处）。最后将合同位素混合物的物质放入质谱仪测定  $A''/B''$ 。得到  $A''/B''$  后，我们就可将它代入上述方程式，从而很快地算出原始物质中未知的原子数  $X$ 。

### (2) 质谱测定法

质谱仪利用磁场对不同质量的带电粒子进行分选，以测定同位素丰度。它的操作过程是：将一滴待测物质滴到金属丝上烘干，将金属丝连同其支架放入质谱仪中，抽真空后通电加热，就像灯泡中的灯丝一样。当这金属丝赤热而开始发光时，样品的一部分就开始辐射出来，或叫“沸腾出来”，并在这一过程中失去一个或两个电子。也就是一部分原子将变成正离子。

另一种方法，是将气态样品（例如氫）引入真空室，然后用灼热的灯丝射出的电子轰击该气体。电子流能从气体分子上撞掉一些电子，这也能形成正离子。两种产生离子的方法究竟以哪种较令人满意，则取决于要解

决的问题。但这两种方法所用的质谱仪当然是不同的。

不管用什么方法产生的离子，随后都被引入强电场加速，并被静电聚焦为离子束。将这些带电粒子引到电磁铁两极间的磁场中，根据磁偏转原理分析它们的同位素组成。一个多世纪前安培和法拉第发现的磁偏转原理是：任一运动着的电荷都有磁场伴随着它，这一磁场和分析磁铁的磁场相互作用，对电荷产生偏转力；这种作用力垂直于电荷运动的方向，也垂直于分析磁场的方向；偏转力的大小只与电荷的大小和每种粒子的运动速度有关。所以一个较轻的单电荷粒子将比带同样电荷的较重的粒子偏转得厉害。因此，通过磁场后离子束中的离子被分选为几股分开的离子流，每一股离子流中离子的荷质比（电荷数与质量数之比）相同。因为所谓同位素就是指的同一种元素中质量不同的原子，所以每一股离子流中只含有该种元素的一种同位素。调整电磁铁的电流，可以将这些分开的离子流逐一引向收集器，再用电子仪器测量它们的强度，这样就得到了样品中各同位素的相对丰度。

### 3. 可以测定年龄的矿物

要根据某种长寿命放射性同位素来测定年龄，需要一个封闭体系。通常这是某种在很短时间间隔中（与其形成后所经历的时间相比）形成的晶体，并且在形成之后没有发生过变化。具体说，就是除了放射性衰变之外，既没有母体同位素添加进来，也没有子体同位素迁移出去。

但是地球是个动力学系统，各种东西都在变化着和运动着，虽然不是很快，就地质年代而论，也快到足以移山倒海的程度了。溶液在各地流动着，在这里溶解一些东西，在别处又将它沉淀出来。当一个地方被侵蚀和另外一些地方被沉积层覆盖时，温度也发生变化。在这种情况下，只有很少的体系能保持为封闭体系。所以，我们发现任何一个封闭体系，大概都是很了不起的事情。下边我们看看仅有的几种被认为可靠的封闭体系（参见表1）。

#### （1）钾长石

在本世纪五十年代初期，正当美国芝加哥大学的科学家研究钾-氩（母体-子体）法时，曾认为各种含钾长石都是理想的封闭体系，因为在光学上它们通常很干净，并无裂纹。这个曾被广泛应用，在逻辑上是完全合乎科学的推论，不久就被证明是十分错误的。科学家们发现，当分析同一块岩石中的长石和云母（它们的年龄应是相同的）时，云母的年龄总是更老一些。经研究发现，长石甚至在室温下也能“漏掉”氩（丢失一部分放射成因的氩），但云母却保持着全部或几乎全部在它内部产生的氩。

#### （2）云母

奥尔德里奇及其同事在华盛顿卡内基研究院研究铷-锶法时，也认识到云母对作这种分析是非常有用的，因为它通常含有大量的铷，但没有多少能掩蔽放射成因锶的初始锶。

所以云母，特别是黑云母，作为一种性能良好而又易得到的封闭体系而大享盛名。

凡事都有一定的限度，云母也不例外，在温度升高（但从地质学上说，仍然是相当低的温度）时，也趋于释放出氩来。这一作用也决定于压力及其他因素（其中有一些至今还不太清楚）。埋藏在地壳中的所有岩石，当然也在某种程度上受到加温、加压及其他因素的作用。已知常压下，只有当温度接近 300 时，氩自云母中泄漏的速度才大于云母中由放射性钾衰变产生氩的速度。使云母迅速丢失锶所需要的温度，比这也高不了太多。在某些温度下，很多其他矿物只发生很少变化，甚至不发生变化，而云母，特别是黑云母，则可能发生重结晶，并丧失其全部放射成因的氩和锶。

这就表明，依靠云母我们不一定能确定一块岩石最初结晶出来的时间，即岩石从熔融状态冷却下来的时刻。而云母只能告诉我们岩石最后一次从大约摄氏几百度的熔融状态冷却下来的时间，而与在此之前岩石发生过什么变化无关。例如云母可能由于埋在几英里的沉积层下而被再次加热过。总之，云母能指示的是岩石最后冷却下来的时间，也就是最后一次变成云母的时间。

#### （3）低锶长石

虽然用钾长石进行钾-氩法年龄测定的早期工作受到了挫折，但这一工

作的某些部分对铷-锶法测定年龄是有益的。铷-锶法也受钾长石含多少初始锶的限制。很遗憾，大多数长石都含有过多的锶，但是用X射线荧光法或火焰光度法等快速分析方法，能将这些富锶样品剔除出去，从而得到适用的含初始锶足够少的满意的样品。另一方面，长石对铷和锶来说是一种极好的封闭体系；它甚至在足以使很多其他矿物熔化的高温下，仍保持其封闭性，例如加热到氩能从黑云母中逸出的同样温度时，它还完全不受影响。用铷-锶法测定的长石年龄，接近岩石最初结晶出来的时间。

很明显，这是地质学研究中很重要的工具。如果我们在同一块岩石中发现有长石和黑云母，用铷-锶法由长石测得的年龄与用钾-氩法由黑云母测得的年龄相同时，则我们可以肯定这块岩石在它形成结晶以后，没有经历过再加热过程。反之，如果发现黑云母的年龄比长石的年龄小得多，我们就能肯定，这块岩石在最初结晶出来很久以后，它又发生过某种变化。这种资料不仅在科学上是有价值的，而且在圈定成矿远景区及其他实际应用也是有用的。

#### (4) 锆石

另一个非常重要的矿物是锆石（锆的硅酸盐），它是在很多结晶岩石中都能找到的少量副矿物。锆石一般是很小的颗粒，很重也很硬，因此，要得到1克锆石甚至要用100磅岩石，但将它从岩石中挑选出来并不很困难。

锆石一般含有相当数量的铀及极少量的铅，甚至在相当高的温度下，它保存放射成因铅的能力也很强。还不止如此，即使一部分铅丢失掉了，还能用数学方法对含铅量进行校正。这种技术叫做一致曲线分析，是由卡内基研究院的物理学家韦瑟里尔研究出来的。它也是基于以下事实：天然铀有两种长寿命同位素——铀-238和铀-235，并且较轻的铀-235比较重的铀-238衰变得快。它们衰变过程的子体产物是同一种元素（铅）的同位素，分别为铅-206和铅-207。用化学方法不能有效地分离重同位素，所以不论由于什么原因从体系中丢失了一种放射成因铅，另一种铅同位素也将以它们最初共同存在时的那种比例丢失。

如果我们对一致（封闭）体系中的所有年龄。以 $^{206}\text{Pb}$ （放射成因的）/ $^{238}\text{U}$ 和 $^{207}\text{Pb}$ （放射成因的）/ $^{235}\text{U}$ 为坐标作图，将得到下图所示的曲线。

#### 一致曲线对分析锆石年龄测定结果提供了一个有效的方法

这条曲线是所有一致的铀-铅年龄的轨迹，称为一致曲线。有了它以后，如果我们测定年龄相同、在同一时间丢失铅量不同的两个或更多的锆石样品，它们在上图中的点，将都落在一条直线上。这条直线是一致曲线的弦，这条弦与曲线的上交点，就代表锆石的真实年龄。这是利用困难的化学方法的精巧技术，但是在解决某些重要的地质问题中，它已被证明是极其宝贵的。

#### (5) 角闪石

角闪石矿物是另一种有用的体系。它是钠、钙、铁、镁和铝的复杂硅

---

此处指简单的化学过程，特别是指自然环境中的化学过程，现在已经发展了分离重同位素的特殊化学方法。——译者注

酸盐，通常还含有千分之几的钾。它的独特之处是在相当高的温度下，仍能严密地保存着它的放射成因的氩。

#### (6) 透长石

还有一种较好的体系是透长石，这是一种罕见的长石。在用钾-氩法和铷-锶法测定年龄时，它的性能都很好。透长石一般存在于火山灰中。下边我们将要谈到，它在建立地质年代表的过程中，起过重要的作用。

#### (7) 全岩样品

最后，还有另一种获得封闭体系的方法，就是采用全岩样品，而不是只用其中的某种单矿物晶体。一块很大的花岗岩或类似的岩石可含有许多种矿物，其中有些矿物可能是封闭体系，也许没有。只要这块岩石保持不渗透溶液（在自然界中主要是水），就没有物质能在其中产生很大的位移，因为固体中的扩散过程是非常慢的。所以，不管各矿粒发生过什么变化，就整体而论，它仍保持为封闭体系。

如果我们从岩块中心部位采取一块样品，并且所取样品比岩块中最大的晶粒还大得多，则我们就得到了全岩这一封闭体系的良好样品。唯一的困难在于，对保存氩来说，只有极少的岩石才具有足够的不透水性，并且许多岩石含有过多的普通锶，以致不适用于进行铷-锶法分析。但是对于长石，我们还可用快速鉴定法选择可能有用的少量岩石。经常有人这样做，它对进行铷-锶法分析很有成效。用全岩样品的铷-锶法测定的年龄，代表的是该岩石变成不渗透性岩石的时间。

## 六、一些有趣的结果

### 1. 奥杜瓦伊古人

近几年来，关于年龄测定谈论得最多的题目之一是，英国的人类学家利基博士在坦桑尼亚奥杜瓦伊峡谷发现了极其古老的人类祖先的化石，由柯蒂斯和埃弗登在伯克利的加利福尼亚大学用钾-氩法测定了它的年龄。所得年龄将近 200 万年，约为许多科学家所设想的两倍，以前还从来没有发现过这么古老的人类遗骸，很多人对这一数字的可靠性产生了怀疑。

像 200 万年这样短的时间，用钾-氩法测量是不容易的，因为在此期间产生氩的数量是极微小的，并且来自空气中氩的污染也是个严重问题。但经重复测定，反复研究岩石，结果依然如故：化石的年龄仍是将近 200 万年。

在这种情况下，有人试图寻找另外不同的方法，以检验这一结果。经过很多尝试后发现，在用钾-氩法测定过的同一岩层中还有一些浮石——一种多孔火山玻璃，这种玻璃适于用裂变径迹法进行年龄测定。在通用电气研究所进行了这一测定。结果如何呢？还是将近 200 万年！

用不同的技术测得相同的结果，就使我们确信这个数据是正确的。很难想像自然界中有一种干扰因素能使互不相关的两种方法都得出相差一倍的相同的错误结果。经双重检验，确实表明奥杜瓦伊人的年龄为 200 万年、关于这一点已经没有什么怀疑了。

## 2. 地质年代表

地史学在很大程度上是建立在称为地层层序律的相互关系上的。简单地说，就是自然过程（例如沉积作用、火山爆发等）使某一岩层置于另一层岩层之上，则上面的岩层必然比下面的岩层新。这一结论现在看来是很明显的，但是直到十八世纪末，这个概念甚至还没有被提出来，在十九世纪初期还是学术上争论的问题。但是，就是这个地层层序律，使早期的地质学家建立了第一个地质年代表，从而认识了地质历史的悠久。

实际上，根据这一概念确定地质年代的方法是：如我们已知某处有一大而易辨别的成层的沉积岩，它具有特征的颜色、结构、基本组分和一般的形状，把它叫做 M 层。我们可以越野追索到这一岩层终止的地方，这时在它下面出现另一种岩层，把它叫做 L 层。再追索 L 层一定距离，最后可能发现 L 层又终止在第三种地层上，把这一层叫 K 层。这些岩层中有的含有化石，并且我们终于了解，含有同类化石的岩层的年代是一样的，尽管它们的颜色、组分等方面不同。

如果沿 M 层朝另一方向追索，可能发现 M 层在某处沉下去了，而在该处又有另一种岩层（把它叫做 N 层）盖在它的上边。显然，各岩层的年代按 K—L—M—N 的顺序越来越新。这样就确定了它们的相对年龄。多年来，数以百计的地质学家描述了各种岩层，鉴定了其中的化石。十九世纪中叶，在西欧已经完全了解了沉积岩的“千层饼”式的构造。

这个“千层饼”构造，经过研究和推敲，发展成一个地层系统命名法，国际上逐渐接受了这一命名法。当古生物学发展起来以后，确定相同年代但彼此相隔半个地球的岩层间的关系才成为可能。于是世界各地的几乎任何多少含有化石的岩石的相对年龄，即岩层相互间的相对年代都可以精确地确定了。但是岩石的真实年龄（即绝对年龄），在建立起放射性同位素地质年龄测定方法以前，一直是不知道的。

就是这种放射性同位素地质年龄测定方法，也不是完全没有问题的。困难在于，一般的沉积岩（页岩、砂岩和石灰岩）中没有能满足常用的同位素地质年龄测定法所要求的封闭体系。只有某些火山沉积物，根据它们含有的云母、长石或锆石，才可准确测定它们的年龄。但是这些古代的火山灰是很少见的，一般只有几英寸厚，而且在地表因很快风化为粘土而不容易识别。在北美准确测定过年龄的火山岩层只有十几处。他们所建立的这些年代基点，是目前地质年代表的主要依据，此外还需要一些间接资料来补充。

最重要的间接补充证据，是由地质学家称为侵入岩的岩石所提供的。在地质过程中深埋地下的岩石常常变成熔融状态，然后强行向上穿透几层沉积岩。沉积岩往往被这向上的冲击力所弯曲或扭曲（形成褶皱），在较冷的岩石与熔融物质接触的地方，较冷的岩石被烧结（重结晶）。地质学家把这一作用叫做接触变质，因为这时沉积岩的形态发生了变化或变质，而具有另一种形态或组分。不管接触变质岩遭受过什么损坏，它们仍可能

含有能被辨认、并能精确测定其年代的化石。所以根据接触变质岩可以确定侵入岩年龄的下限：侵入岩的年代一定比与它毗邻的接触变质岩的年代更新。

现在，在侵入岩之上我们可能发现别的沉积岩，这种沉积岩可能是在侵入岩冷却后及覆盖物受侵蚀使其暴露之后才沉积上去的，也许要晚好几百万年。这一层新的沉积岩中也可能有化石，这就对侵入岩的年龄提供了一个上限。因此，测得的侵入岩的年龄就可作为这两层沉积岩绝对年龄的上下限。如果凑巧，这两层沉积岩年龄的差别相当小，则能使测量结果非常准确。

表 4 地质年代表

代	纪	世	距今年龄	纪事	地球年龄 (累计)
新生代	第四纪	全新世	零到一万年	出现人类	
		更新世	二百万年	形成最年轻的山脉	
	第三纪	上新世	一千五百万年		
		中新世	三千万年		
		渐新世	四千万年		
		始新世	五千万年		
		古新世	六千万年		
中生代	白垩纪	晚白垩世	八千万年	出现哺乳动物	
		早白垩世	一亿二千五百万年		
	侏罗纪	侏罗世 (早、中、晚)	一亿六千万年		
	三迭纪	三迭世 (早、中、晚)	二亿年	出现恐龙类	
古生代	二迭纪	二迭世 (早、晚)	二亿五千万年	出现恐龙类	
		石炭纪	早石炭世	二亿八千万年	
		晚石炭世	三亿一千万年		
	泥盆纪	泥盆世 (早、中、晚)	三亿五千万年		
	志留纪	志留世 (早、中、晚)	四亿一千万年		
	奥陶纪	奥陶世 (早、中、晚)	四亿七千万年		
前寒武纪	寒武纪	寒武世 (早、中、晚)	五亿五千万年	出现最早的生命	
	前寒武纪后期		十九亿年		
	前寒武纪前期		三十三亿年	最古老的岩石	
		地核形成	四十五亿年		

伟大的英国地质学家霍姆斯，根据许多实验室的测量结果，同时根据沉积岩的相对厚度在其间作一些内插值，从而建立了沿用至今的地质年代表。他最初建立的地质年代表已列于本书第 4 页。预计该表可能还会有些小的修正，但是，除寒武纪外不大可能有大的变更。关于前寒武纪的现有数据还不充分，所以表中前寒武纪的年代也还不够可靠。表 4 所示地质年代表是目前通用的地质年代表。

### 3 . 前寒武纪地层学

前面我们说到的只是寒武纪及寒武纪以后形成的岩石，它们都可能含有化石。但是还有很大的地区（例如加拿大的大部分地区）覆盖着比寒武纪地层还古老的岩石。虽然发现了一些前寒武纪的化石，但是太少了，以致不能用它们测定地层的年代。必须靠同位素地质年龄测定技术才能确定相隔很远的前寒武纪岩层的相互关系。所以只是在近十几年来，

才有可能建立前寒武纪岩石的层序。以前费尽心思提出的前寒武纪地层学（地层排列的顺序），多半是基于不同地区岩层的表面相似性而建立的，根据同位素年龄测定的结果，现在已经有了很大改变，在某些地方甚至完全颠倒过来了。现在我们仍然不知道在茫茫的前寒武纪中发生的所有事件。为了弄清我们不知道的每个问题，还必须进行成千上万次的同位素年龄测定。

## 七、展 望

首先我们必须承认，我们对地质年代的认识确实还是很不够的。诚然，我们现在非常快地知道了世界上许多地方岩石的年龄，这在几十年前是完全不可思议的。应该承认我们已经取得了巨大的进展。但我们的认识还只能说是个开始。

世界上还有广大的地区没有进行过地质上的探索。地质年代表还是不完全的和粗糙的。许多重要的地质问题还有待用同位素地质年龄测定法去确定、探索和回答。并且这些问题又会引出新的问题来，这是科学发展中不可避免的。

但是除了地质工作外，还有什么用处呢？这很难预料。当从月球上取得岩石样品时，可能会有最重大的进展，那里是否有更年轻的岩石？或者它们的年龄也是 45.5 亿年，还是它们有另外的年龄？我们可望从月球取回的第一批样品的化学成分和同位素年龄中获得最重要的资料。从月球取得的这些成果，对于我们理解形成地球、造成大陆的过程和决定地球的主要特征将有巨大的贡献。

我们还有许多工作要做。

---

美国从月球表面取回月岩标本后，许多人对这些月岩样品进行了研究，并获得月球年龄为 46 亿年。陨石年龄测定为  $45 \pm 2.6$  亿年。从而可以看出地球、陨石、月球的年龄都是 45—46 亿。这表明它们都是作为太阳系的成员，形成独立宇宙体的时期是大致相同的。这个结果对探讨宇宙体的形成，发展是非常有效的。  
——译者注

## 词 汇

Aeon 十亿年 ( $10^9$ 年)。

Alpha Decay ? (读音:阿尔法) 衰变

发射  $\alpha$  粒子的放射性衰变。

Alpha Particle ? 粒子

它实质上是氦的原子核,由两个中子和两个质子组成,带两个单位正电荷。

Anticoincidence Ring 反符合环

由计数器组成的环状装置,用以排除外界辐射对测量的干扰。

Background Count 本底计数

无样品时单位时间计数装置所记录的脉冲数。

Beta Decay ? (读音:贝塔) 衰变

发射  $\beta$  粒子的放射性衰变。

Beta particle 粒子

从原子核发射出的电子。

Bracketed Intrusive 侵入岩

延伸到沉积岩中的火成岩。沉积岩的年龄可根据沉积岩中的化石推算出来。

Closed System 封闭体系

在这种体系中,母体物质放射性衰变为子体产物,而没有任何其他的物质进入或移出。

Common (strontium, lead, etc.) 普通(锶、铅等)

自然界一直存在着的普通元素,以与由放射性衰变产生的这些元素相区别。

Concordia Analysis 一致曲线分析

这是用图解法确定含放射成因铅物质年龄的数学方法,做法是将该物质的 U/Pb 与铀-铅封闭体系中的 U/Pb 相比较。

Contact Metamorphism 接触变质作用

与岩石的熔融体侵入有关的变质作用,产于接触带或接触带附近。

Cosmic Rays 宇宙线

在我们银河系中运动着的高能粒子。

Crystal 晶体

由单一元素或化合物组成的,具有周期性或有规则地重复的原子排列。

Daughter 子体

由别的核素放射性衰变形成的核素。

Decay Constant 衰变常数

单位原子在单位时间内发生衰变的原子数,等于  $0.693/\text{半衰期}$ 。

Electron Capture 电子俘获

原子核从它的内层轨道上俘获一个电子的核过程。

Electrons 电子

质量为质子质量的  $1/1837$  ( $9.109 \times 10^{-28}$  克)、带一个单位负电荷的基本粒子。电子分布在带正电荷的原子核周围，并决定该原子的化学性质。

Gamma Rays (读音：伽玛) 射线

从原子核发射出的电磁辐射。

Geiger Counters 盖革计数器

对辐射产生的脉冲进行计数的装置，其探头为计数管。计数管中央有一金属丝阳极，计数管中一般充有氩和有机物蒸气的混合气体。

Half Life 半衰期

放射性物质的原子衰变掉一半所需要的时间。

Ion 离子

由于丢失或得到一个或一个以上的电子，从而带有电荷的原子或分子。

Isotope Dilution 同位素稀释

这是一种分析技术，其做法是，向未知量的正常同位素组成或已知同位素组成的元素中，加入已知量的组成反常的同位素混合物。

Isotopes 同位素

原子序数相同，但原子量不同的核素。同一元素的不同同位素的原子核中，其质子数相同，但中子数不同。

Law of Superposition 地层层序律

根据这一定律，如果没有发生地层倒转，上覆地层的年代一定比下伏地层的年代新。

Mass Spectrometer 质谱仪

根据质量的差异，分离及测量同位素的仪器。

Net Counting Rate 净计数率

样品计数率减去本底计数率叫净计数率。

Neutrons 中子

原子核中的一种基本粒子，它的质量为 1 原子质量单位 (amu)，不带电荷。

Nuclide 核素

具有特定核子的一种原子。

Original (Strontium, lead, etc.) 初始 (锶、铅等)

在体系形成时就进入体系的普通锶、铅等。

Paleontology 古生物学

研究遗留化石的学科。

Parent 母体

通过放射性衰变产生子体核素的放射性元素。

Plumbology 铅学 (铅同位素研究)

研究铀-铅或钍-铅衰变体系的学科。这个名称来源于铅的拉丁文名字 Plumbum。

Primordial 原始的

在地球形成时就存在的。

Proportional Counter 正比计数器

一种测量射线的仪器。它产生的电脉冲正比于待测射线的能量。这种装置可以只测量具有某一所需能量（在一定范围内）的射线，以排除其他射线，特别是本底辐射的干扰。

Protons 质子

具有 1 单位正电荷、质量约为电子质量 1837 倍的基本粒子。元素的原子序数等于其原子核中的质子数。

Radioactive Decay 放射性衰变

一核素通过其原子核发射带电粒子而转变成其他核素的现象。

Radioactivity 放射性

某些核素自行衰变为另一种核素的性质。

Radiogenic 放射成因的

由放射性衰变而形成的。

Rare Earth 稀土元素

原子序数在 57（镧）到 71（镥）之间的任一元素。

Sample Counter 样品计数管

能将样品放进去测定样品放射性的仪器。

Secular Equilibrium 永久平衡

放射性物质处于其形成速率等于其衰变速率的状态。

Specific Activity 比放射性

单位时间内、单位重量被测物质发生衰变的原子数。

Spike 示踪同位素

同位素稀释分析中使用的同位素组成异常的已知量元素。

Statistical Error 统计误差

核反应的发生是随机过程，这就给放射测量带来误差。

Strata 地层

一种片状或块状的沉积岩（例如由古代海洋沉积物形成）。

## 附录 放射性衰变

放射性核发生衰变时，所生成的核仍然可能是放射性的，但迟早它也将发生衰变，并形成另一种原子。这个过程通过一系列不同的步骤继续下去，直到形成一个稳定的，即没有放射性的原子时为止。重元素中的全部天然放射性核素，都以上述过程进行衰变，最后生成一种稳定性的铅，作为其最终产物。换句话说，所有天然放射性重元素，最终都变为非放射性的铅。

除氢原子外，每个原子核都含有一个或更多的中子及一个或更多的质子。重原子核的不稳定性，与其核内中子数与质子数的比例有关。事实上，放射性衰变就是调整这种比例的一种方式。可以通过不同方式进行这种调整，最常见的方式是发射  $\alpha$  粒子或  $\beta$  粒子。

$\alpha$  粒子跟氦的原子核相同，都含有被束缚在一起的两个中子和两个质子。一个原子核如果失去一个  $\alpha$  粒子，它的质量数（质子数和中子数的总和）就减少 4，其原子序数（质子数）减少 2，其中子数也减少 2。

$\beta$  粒子是电子，它有一个单位负电荷。当原子核发射 1 个  $\beta$  粒子时，这个核将发生以下变化：增加 1 个质子（质子具有一个单位正电荷），同时减少 1 个中子（中子没有电荷）。实际上，当原子核减少一个单位负电荷时，1 个中子变成了 1 个质子。 $\beta$  衰变发生在中子与质子的比值较大的核中。所以，发射  $\beta$  粒子后使质子比例增加，引起母体核原子序数增加 1，而质量数保持不变。

射线是一种电磁辐射。当核从某一能级转移到另一较低的能级时，两个能级能量之差就以  $\gamma$  射线的形式发射出来。在发射  $\alpha$  粒子或  $\beta$  粒子时，常常伴有  $\gamma$  射线发射，但是产生  $\gamma$  射线本身，既不改变母体核的原子序数，也不改变其质量数。

原子核也可以因发射正电子而衰变，正电子是带一个单位正电荷的电子。发生这种过程时，新形成的核比它的母体核多 1 个中子，而少 1 个质子。事实上，因为原子核失去了一个单位正电荷，1 个质子就变成了 1 个中子。通常那些质子与中子之比较高的核才发生正电子发射。

与发射  $\gamma$  射线相关联的另一个过程是电子的内转换。内转换过程一般发生在重元素发射低能  $\gamma$  射线时，此时  $\gamma$  射线并不直接发射出来，而是将一个轨道电子从原子中打出来， $\gamma$  射线本身就消失了。另一个电子就跳到前面发射出去的电子所形成的轨道空位上。这一从较高能级到较低能级的跃迁，又引起 X 射线的发射（X 射线与  $\gamma$  射线相似，但不是从原子核中产生的，而是由原子的电子壳层中产生的）。

最后，电子俘获过程也能引起原子核的变化。在中子与质子之比低的原子核中，原子核俘获本原子的一个轨道电子后，这个电子立即与一个质子相结合，形成一个新的中子，并发射出一个中微子（没有质量和电荷的高能粒子）。这一过程使原子核的中子与质子之比增加，子体核和母体核的质量数相同，但子体核的原子序数少了 1。

有三个天然放射性元素衰变系列：铀系、钍系和锕系。它们的最终产物都是稳定的铅同位素。人造放射性衰变系列与之相似，叫镎系，但其最终产物为铋。

可用图表形式表示这些过程。例如锕系（铀-235 系）的衰变过程可用

附表 1 及附图 1 表示。

附表 1 铀-235 系

元素	核素	衰变类型	半衰期
铀	$^{235}\text{U}$		$7.1 \times 10^8$ 年
钍	$^{231}\text{Th}$		25.52 小时
镤	$^{231}\text{Pa}$		$3.25 \times 10$ 年
锕*	$^{227}\text{Ac}$	( 98.8% ) , ( 1.2% )	21.77 年
钍	$^{227}\text{Th}$		18.2 天
钷	$^{223}\text{Fr}$		22 分
镭	$^{223}\text{Ra}$		11.43 天
氡	$^{219}\text{Rn}$		3.96 秒
钋*	$^{219}\text{Po}$	( ~ 100% ) , ( ~ $5 \times 10\%$ )	$1.8 \times 10$ 秒
铅	$^{211}\text{Pb}$		36.1 分
铋	$^{215}\text{At}$		~ 10 秒
铋*	$^{211}\text{Bi}$	( 99.7% ) , ( 0.3% )	2.14 分
钋	$^{211}\text{Po}$		0.56 秒
铊	$^{207}\text{Tl}$		4.79 分
铅	$^{207}\text{Pb}$		稳定

\*这些放射性核素中，一部分核按一种方式衰变，而其余的按另一种方式衰变。例如，锕-227 中 98.8%的核发射一个  $\alpha$  粒子形成钍-227，而其余的 1.2%的核发射一个  $\beta$  粒子形成钷-223，这两种子体产物都衰变成镭-223。

铀系（铀-238 系）的衰变过程可以附表 2 及附图 2 表示：

附表 2 铀-238 系

元素	核素	衰变类型	半衰期
铀	$^{238}\text{U}$		$4.51 \times 10$ 年
钍	$^{234}\text{Th}$		24.1 天
镤*	$^{234}\text{Pa}$		1.17 分
铀	$^{234}\text{U}$		$2.44 \times 10$ 年
钍	$^{230}\text{Th}$		$7.7 \times 10$ 年
镭	$^{226}\text{Ra}$		$1.602 \times 10$ 年
氡	$^{222}\text{Rn}$		3.825 天
钋*	$^{218}\text{Po}$	( 99.98% ) , ( 0.02% )	3.0 分
铅	$^{214}\text{Pb}$		26.8 分
铋	$^{214}\text{Bi}$	( 99.96% ) , ( 0.04% )	19.7 分
钋	$^{214}\text{Po}$		$1.64 \times 10$ 秒
铊	$^{210}\text{Tl}$		1.32 分
铅	$^{210}\text{Pb}$		22.3 年
铋*	$^{210}\text{Bi}$	( ~ 100% ) , ( ~ $2 \times 10\%$ )	5.0 天
钋	$^{210}\text{Po}$		138.4 天
铊	$^{206}\text{Tl}$		4 分
铅	$^{206}\text{Pb}$	—	稳定

\*镤的一部分 ( 0.12% ) 发生同质异构跃迁。这是一个中间步骤, 在这一过程中, 原子核转变到较低的能态。这一作用不影响衰变系中其余的母体-子体进行衰变。

\*\*这些核素以所示的固定比例发生 衰变和 衰变。

附图 2 铀-238 系衰变图

[译自 Nuclear Clocks, USAEC Division of Technical Information Extension, Oak Ridge, Tennessee, November 1966]

## 原子能知识丛书

物质的微观结构	放射性同位素和生命过程
能的直接转换	原子能科学研究与动物
研究用核反应堆	辐射对遗传的影响
核电站	全身计数器
核动力与商船	放射性同位素在医学上的
核动力的安全问题	应用
受控核聚变	放射性同位素发电
原子能在农业上的应用	核 时 钟
核燃料史话	激 光
合成超铀元素	计 算 机
钚	无损检验
惰性气体化学	辐射保藏食品
低温学	核试验的放射性沉降物
空间辐射	放射性废物
人体与辐射	原子，大自然与人类

